مجلّهٔ جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، سال سیزدهم، شمارهٔ ۲، پاییز و زمستان ۱۳۹٤، شمارهٔ پیاپی ۲۵

واکاوی آماری – ترمودینامیکی طوفان‌های تندری ایران

جعفر معصوم‌پور سماکوش (استادیار اقلیم شناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران، نویسندهٔ مسؤول)
j.masoompour@razi.ac.ir
احمد فجاد (کارشناس ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران)
ahmad.fajad@gmail.com
صص ۲٤۸-۲۲۷

چکیده

اهداف: طوفان تندری یکی از پدیده‌های آب و هوایی است که توسعه و تکامل آن تحت تأثیر عوامل دینامیکی و ترمودینامیک قرار دارد. هدف اصلی تحقیق حاضر، بررسی ویژگی‌های آماری و ترمودینامیکی رخداد طوفان‌های تندری در پهنهٔ ایران است.

روش: برای رسیدن به هدف مورد نظر، داده‌های ساعتی ١٤ ایستگاه سینوپتیک دارای رادیو سوند طی دورهٔ آماری ۱۹ ساله (۲۰۰۹-۱۹۹۱) از آرشیو سازمان هواشناسی دریافت و با استخراج کدهای مربوط به رخداد طوفان تندری فراوانی مکانی- زمانی آن‌ها بررسی شدند. در ادامه با استفاده از نرم‌افزار RAOB و نمودار اسکیوتی شاخص‌های ناپایداری از قبیل CAPE، LI، TT، SI و KI برای طوفان‌های تندری تجزیه و تحلیل شدند.

یافته‌ها/ نتایج: نتایج حاصل از پردازش کدهای طوفان تندری نشان داد هرچند در مقیاس‌های زمانی سالانه، فصلی (بیشینه در فصل بهار ۳۹٪ و کمینه در فصل تابستان با ۷٪)، ماهانه (بیشینه در ماه‌های آوریل، مه و کمینه در آگوست) و ساعتی(بیشینه ساعت‌های ۱۵ و ۱۲) بیشینه و کمینهٔ رخداد طوفان تندری برای پهنهٔ ایران از زمان وقوع مشترکی برخوردارند، امّا رخداد طوفان تندری در هر ایستگاه و منطقه به شرایط مکانی و زمانی آن بستگی دارد. مقایسهٔ دهه‌ای این پدیده نشان‌دهندهٔ فراوانی وقوع بیشتر آن طی دورهٔ ۲۰۰۰ -۱۹۹۱ نسبت به دورهٔ ۲۰۰۹-۲۰۰۰ است. نتایج حاصل از بررسی و محاسبهٔ شاخص‌های ناپایداری نشان داد که هم‌زمان با رخداد طوفان‌های تندری در سطح ایران، میزان همرفت و ناپایداری برای درصد قابل توجّهی از این پدیده در محدودهٔ پایین این شاخص‌ها قرار دارد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/٦/۲٤ تاریخ تصویب: ۱۳۹٤/۱۱/۲۵

نتیجه‌گیری: بر اساس نتایج آماری و ترمودینامیکی به دست آمده از این تحقیق می‌توان گفت که رخداد طوفان تندری در ابتدا وابسته به فصل اقلیمی هر منطقه است و عوامل محلّی همچون همرفت می‌توانند به‌عنوان عوامل ثانویه در رخداد طوفان‌های تندری مؤثر باشند.

کلیدواژه‌ها: همرفت، شاخص‌های ناپایداری، بارش، ایران.

۱. مقدمه

ساز و کارهای صعود بارندگی از جمله عواملی است که سبب متفاوت بودن رفتار بارشی در مناطق مختلف می‌شوند. به‌طوری که در مقیاس‌های مختلف زمانی شاهد رخداد انواع بارش‌های جوی هستیم (معصوم پور، میری، ذوالفقاری، و یاراحمدی، ۱۳۹۲، ص. ۲۲۹) ماهیت برخی از این بارش‌ها به گونه‌ای است که از آن‌ها به‌عنوان پدیده‌های جوی یاد می‌شود. از جملهٔ این پدیده‌ها که در برخی مناطق از رخداد قابل‌توجّهی نیز برخوردار هستند، طوفان تندری است. طوفان‌های تندری یکی از اجزای آب و هوا و عنصر کلیدی چرخهٔ آب و الکتریسیته جو به حساب می‌آیند (جلالی، رسولی، و ساری صراف، ۱۳۸۵، ص. ۲۰) که پدیده‌های همراه آن همچون رعد و برق، گردباد، تگرگ، بادهای تند و بارش‌های سنگین (چنگنون[1]، ۲۰۰۱، ص. ۱۹۲۵) همچنین ایجاد پدیده‌های مخاطره‌انگیز جوی در هوانوردی از جمله تلاطم، یخ‌زدگی و چینش باد (تاج بخش، غفاریان، و میرزایی، ۱۳۸۸، ص. ۱۴۹) خسارت‌های قابل توجّهی را بر محیط‌های انسانی و طبیعی وارد می‌کنند.

امروزه با توجّه با تحوّلات ایجادشده در بخش‌های مختلف زندگی انسان و از طرف دیگر تغییرات رخ‌داده در شرایط محیط طبیعی، یکی از راهکارهای اساسی برای مدیریت و بهره برداری از منابع آبی، شناخت ویژگی‌ها و مکانیسم‌های ایجاد بارش در نواحی مختلف است. مطالعهٔ بارش ضمن شناخت پویه و رفتار بارش، امکان برنامه‌ریزی مبتنی بر آن را نیز مهیا می سازد. این‌گونه توجّه به بارش به‌ویژه در نواحی مختلف سرزمین کم‌آبی مانند ایران که منابع آب آن متّکی به بارش است و با تقاضای روزافزون جمعیّت رو به رشد همراه بوده، از

1. Changnon

اهمیّت ویژه‌ای برخوردار است (عساکره و رزمی، ۱۳۹۰، ص. ۱۳۸). با توجّه به اینکه بررسی ویژگی‌های طوفان‌های تندری (که همراه با خسارت قابل توجّهی است) در مقیاس ایران بررسی نشده و از طرف دیگر کشور ایران به واسطهٔ موقعیّت جغرافیایی به لحاظ منابع آبی همواره با مشکلات مهمّی روبه رو بوده است، در این تحقیق سعی بر این شد که با استفاده از داده‌های ایستگاهی در محیط نرم‌افزارهای آماری و با استفاده از داده‌های جو بالا و نرم‌افزار RAOB ویژگی‌های آماری و ترمودینامیکی طوفان‌های تندری در پهنهٔ ایران بررسی شود.

۲. پیشینهٔ تحقیق

شناسایی ویژگی‌های این پدیده همواره مورد توجّه پژوهشگران در نقاط مختلف جهان بوده است. هاگن و برتنس چالگر[1] (۱۹۹۹) در بررسی حرکت و سرعت طوفان‌های تندری جنوب آلمان در ماه‌های تابستان از ۱۹۹۶–۱۹۹۲ بیان کردند که از طرف غرب به جنوب غرب منطقهٔ سرعت آن‌ها طی ماه‌های تابستان به ۳۰ متر بر ثانیه می‌رسد. غیبی، سن، پارنیک، و کارکار[2] (۲۰۰۵) با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و شبکهٔ عصبی، طوفان‌های تندری مناطق جنوب و جنوب غربی ایران را طبقه‌بندی کردند. در این تحقیق ٤٦٧ طوفان تندری برای طبقه‌بندی طوفان‌های همراه با رعدوبرق و غیر رعدوبرق بررسی شد. داوولیو، بوزی، و مالگوزی[3] (۲۰۰۷) با شبیه‌سازی رخداد بارش همرفتی شدید طی ۹–۸ سپتامبر ۲۰۰۲ در جنوب شرق فرانسه، علّت وقوع این رخداد را سیستم همرفتی متوسّط‌مقیاس، پیش از نزدیکی جبههٔ سرد بیان کرده‌اند. کانز، سندر، و کاتمیر[4] (۲۰۰۹)، روند فراوانی طوفان‌های تندری را طی دورهٔ آماری ۲۰۰۳–۱۹۷٤ در جنوب غرب آلمان بررسی و بیان کردند در حالی که فراوانی سالیانهٔ روزهای همراه با رعد و برق تقریباً بدون تغییر است، تعداد روزهای همراه با تگرگ و

1. Hagen & Bartens chlager
2. Gheiby, Sen, Puranik, & Karekar
3. Davolio, Buzzi, & Malguzzi
4. Kunz, Sander & Kottmeier

خسارات ناشی از آن به‌طور قابل توجّهی افزایش یافته است. ترنتمن و همکاران[1] (۲۰۰۹) با مطالعهٔ تغییرات بارش‌های همرفتی ۱۲ ژوئیه ۲۰۰٦ در اروپای مرکزی بیان کردند که حداکثر انرژی همرفتی در دسترس برای این بارش‌ها در اوایل بعدازظهر رخ می‌دهد و نقش توپوگرافی نیز در رخداد این بارش ها قابل توجّه بوده است. ریشل، آلبرشت، مورالس، و سیلوا دیاس[2] (۲۰۱۱) فرآیندهای فیزیکی مؤثر در توسعهٔ طوفان تندری جنوب غربی آمازون را مطالعه کردند. نتایج نشان داد که عوامل محیطی زیادی از جمله افزایش تدریجی در رطوبت هوا، آلودگی بسیار بالا با توجّه به سوختن زیست‌توده و جنگل‌زدایی شدید به طور مستقیم در رشد و توسعهٔ ابر مؤثر است. همچنین می‌توان به تحقیقات یو و لی[3] (۲۰۱۱)، آبیلاش و همکاران[4] (۲۰۱۱)، لولیس[5] (۲۰۱۱)، مسترنگلو، هوروات، ریسیو و میگلیتا[6] (۲۰۱۱) نیز اشاره کرد.

تنوّع در شرایط اقلیمی و ویژگی‌های جغرافیایی ایران سبب شده که پدیدهٔ طوفان تندری هر ساله در نقاط مختلف آن گزارش شود. توجّه به ویژگی‌های این پدیده در داخل کشور نیز مورد توجّه پژوهشگران قرار گرفته است. خوشحال دستجردی و علیزاده (۱۳۸۸)، لشکری، (۱۳۸۹)، جوانمرد، گلستانی، و عابدینی (۱۳۹۰)، رحیمی، میرهاشمی، و عابدی (۱۳۹۱)، محمّدی، فتاحی، شمسی‌پور و اکبری (۱۳۹۱). خوشحال دستجردی و قویدل رحیمی (۱۳۸٦) با بررسی فراوانی وقوع طوفان‌های تندری تبریز بیان کردند که در مقیاس ماهانه، ماه مه و در مقیاس فصلی، بهار دارای بیش‌ترین فراوانی وقوع طوفان‌های تندری هستند. جلالی و جهانی (۱۳۸۷) پراکندگی مکانی بارش‌های تندری شمال غرب ایران را در مقیاس سالانه و فصلی بررسی و بیان کردند که از غرب به شرق و از جنوب غرب به شمال شرق منطقهٔ مورد مطالعه، میزان فعالیّت سامانه‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن به دلیل فیزیوگرافی ناحیه، سامانه‌های همدیدی ورودی به منطقه و عوامل اقلیمی کاسته می‌شود. قویدل رحیمی (۱۳۹۰) با به کارگیری تعدادی از شاخص‌های ناپایداری به

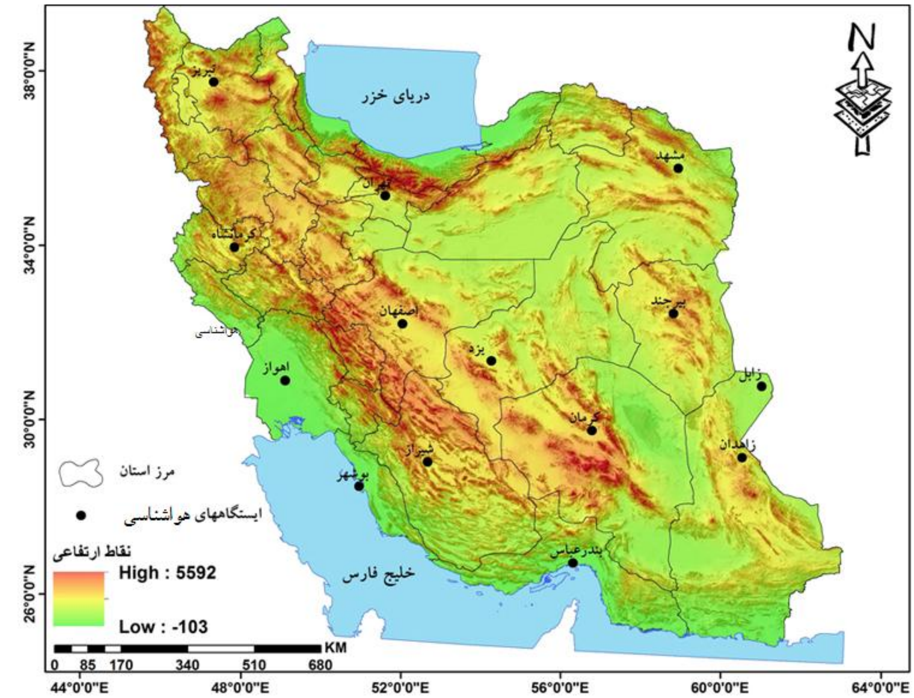
1. Trentman & etal
2. Rachel, Albrecht, Morales & Silva Dias
3. Yu & lee
4. Abhilash & etal
5. Lolis
6. Mastrangelo, Horvath, Riccio & Miglietta

ارزیابی طوفان تندری ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ در تبریز پرداخت. نتایج تحقیق وی نشان داد که وقوع طوفان تندری و بارش در روز مذکور بر اثر ورود جبههٔ هوای سرد و عوامل دینامیکی صورت گرفته و عوامل محلّی در ایجاد آن نقشی نداشته‌اند. معصوم‌پور، میری، ذوالفقاری، و یاراحمدی (۱۳۹۲) با بررسی سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری طی دورهٔ بیست و شش ساله بیان کردند که نقش عامل همرفت در رخداد بارش‌های دورهٔ گرم منطقه بسیار ناچیز است؛ زیرا هنگامی می‌توان عامل همرفت را عامل اصلی بارش محسوب کرد که نه‌تنها میزان همرفت شدّت کافی داشته باشد، بلکه ناپایداری لازم برای ایجاد بارش را نیز فراهم سازد. رفعتی، حجازی‌زاده و کریمی (۱۳۹۳) در بررسی شرایط همدید و الگوهای رخداد سامانه‌های همرفتی بیان کردند که رخداد سامانه‌های همرفتی در جنوب‌غرب ایران تا اندازهٔ زیادی به گسترش و نفوذ زبانهٔ کم‌–فشار سودانی وابسته است.

۳. روش‌شناسی تحقیق

۳. ۱. روش تحقیق

هدف مطالعهٔ حاضر شناخت ویژگی‌های طوفان‌های تندری ایران با استفاده از شاخص‌های ناپایداری است. به این منظور با مراجعه به آرشیو سازمان هواشناسی کلّ کشور داده‌های ساعتی و پدیده‌های جوی ۱۴ ایستگاه سینوپتیک دارای رادیو سوند، طی دورهٔ مشترک نوزده‌ساله (۲۰۰۹–۱۹۹۱) دریافت شد (شکل ۱). در ادامه با پردازش پدیده‌های جوی و داده‌های بارندگی در مقیاس ساعتی (۸ بار در روز) با استفاده از نرم‌افزارهای آماری SPSS، روزهای همراه با کد پدیدهٔ طوفان تندری از سایر پدیده‌های جوی استخراج و توزیع مکانی– زمانی آن-ها در مقیاس‌های سالیانه، فصلی، ماهانه و ساعتی بررسی شدند. علاوه بر مقیاس‌های زمانی نام برده‌شده، به‌منظور بررسی تغییرات آن‌ها در برابر نوسانات آب‌وهوایی در برابر تغییرات اقلیمی رخ‌داده، فراوانی طوفان‌های تندری طی دو دورهٔ ده ساله محاسبه و مقایسه شد. همچنین انواع طوفان‌های تندری بر اساس میزان بارش آن‌ها در سه گروه بارشی کمتر از ۵ میلی‌متر، ۵ تا ۱۰ میلی‌متر و بیشتر از ۱۰ میلی‌متر در مقیاس‌های مختلف زمان و طی دو دورهٔ ده‌ساله (دههٔ اوّل (۱۹۹۹–۱۹۹۱)، دههٔ دوم (۲۰۰۹–۲۰۰۰) بررسی شد.



شکل ۱- نقشهٔ ارتفاعی منطقه و موقعیّت جغرافیایی ایستگاه‌های منتخب رادیوسوند در پهنهٔ ایران

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

در نهایت به‌منظور بررسی ویژگی‌های ترمودینامیکی طوفان‌های تندری رخ‌داده، از داده‌های جو بالایی (داده‌های رادیوسوند) قابل دسترس در تارنمای دانشگاه وایومینگ استفاده شد. این داده‌ها در دو دورهٔ زمانی ۰۰ و ۱۲ به وقت گرینویچ ثبت می‌شوند. در پهنهٔ ایران تنها ایستگاه‌های تهران، تبریز، اصفهان، کرمانشاه، مشهد، اهواز، شیراز، بندرعباس، یزد، کرمان، بیرجند، زابل، بوشهر و زاهدان دارای دادهٔ رادیوسوند است. پس از دریافت داده‌های جو بالا، ابتدا برای هر ایستگاه فراوانی داده‌های رادیوسوند قابل دسترس در تارنمای دانشگاه وایومینگ بررسی شد. در ادامه با استفاده از شاخص‌های CAPE، LI، TT، SI و KI (جدول ۱) و ترسیم نمودار اسکیوتی در محیط نرم‌افزار RAOB ویژگی‌های ترمودینامیکی طوفان‌های تندری بررسی شد. این شاخص‌ها وضعیّت ناپایداری، همرفت و انرژی قابل دسترس برای ایجاد همرفت را نشان می‌دهند.

جدول ۱- محدوده‌های شاخص‌های دینامیکی مورد استفاده

مأخذ: سیوتاس، و فلوکا[1]، ۲۰۰۳

شاخص	میزان ناپایداری و همرفت				
LI	LI >0	0 > LI >-2	-3 > LI > -5	-6 > LI >-7	LI < -7
	پایدار	ناپایداری ضعیف	ناپایدار	ناپایداری شدید	ناپایداری فوق‌العاده شدید
SI	SI >0	-1 > SI >-4	-5 > SI >-7	-8 > SI >-10	SI < -11
	پایدار	ناپایداری مشروط	ناپایداری نسبتاً زیاد	ناپایداری شدید	ناپایداری فوق‌العاده شدید
KI	KI <15	15 < KI < 25	39 < KI < 26	KI> 40	
	عدم احتمال همرفت	پتانسیل اندک برای همرفت	پتانسیل متوسّط برای همرفت	پتانسیل بالا برای همرفت	
TT	TT < 44	44 < TT < 50	51 < TT < 52	53 < TT < 56	TT> 56
	عدم احتمال همرفت	احتمال رخداد همرفت	طوفان‌های شدید منفرد	طوفان‌های شدید پراکنده در مقیاس وسیع	پراکنش طوفان‌های شدید
CAPE	۱ تا ۱۵۰۰	۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰	2500+		
	مثبت CAPE	وسیع CAPE	فوق العاده CAPE		

٤. مبانی نظری تحقیق

طوفان‌های تندری یکی از اجزای آب و هوا بوده و عنصر کلیدی چرخهٔ آب و الکتریسیته جو به حساب می‌آیند (جلالی، رسولی و ساری صراف، ۱۳۸۵، ص. ۲۰). عموماً محققان ناپایداری شدید هوا را نتیجهٔ همرفت ایجادشده در سطوح پایین جو و مساعدت سطوح بالا همراه با رطوبت کافی می‌دانند. شرایط لازم برای ایجاد همرفت، عامل اصلی رخداد طوفان تندری است. ترکیب سه عامل ناپایداری، رطوبت و همگرایی در سطوح پایین جو نقش اساسی در احتمال طوفان‌های تندری ایفا می‌کنند (تاج‌بخش، غفاریان و میرزایی، ۱۳۸۸، ص. ۱۵۱).

1. Sioutas & Flocas

۵. یافته‌های تحقیق

بررسی فراوانی سالیانهٔ رخداد طوفان‌های تندری با کدهای مختلف در سطح کشور نشان دهندهٔ رخداد قابل توجّه این پدیدهٔ جوی است. مجموعاً طی دورهٔ مورد بررسی ۱۱۰۷ رخداد طوفان تندری با شماره کدهای مختلف ثبت شده است. در بین ایستگاه‌های مورد بررسی، ایستگاه‌های کرمانشاه و بوشهر با ثبت ۱٦۰ رخداد و ایستگاه یزد با ثبت ۱۷ رخداد به ترتیب دارای بیشینه و کمینهٔ وقوع طوفان‌های تندری هستند (جدول ۲).

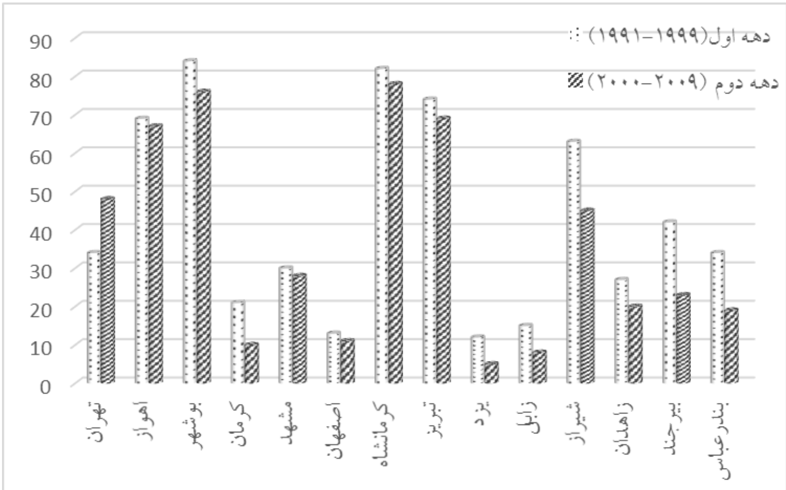
جدول ۲- فراوانی سالانهٔ وقوع طوفان‌های تندری برای ایستگاه‌های منتخب ایران (۲۰۰۹-۱۹۹۱)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

سال	تهران	اهواز	بوشهر	کرمان	مشهد	اصفهان	کرمانشاه	تبریز	یزد	زابل	شیراز	زاهدان	بیرجند	بندرعباس
۱۹۹۱	٤	۱۱	۱۱	۲	۷	۱	۸	۹	۱	۳	۹	۳	۷	۷
۱۹۹۲	۹	۱۳	٦	۲	۷	۱	۷	۷	۰	۱	۹	۲	۳	۷
۱۹۹۳	۲	۰	۱۰	۰	۲	٤	۸	۵	۱	۲	۱	۱	۵	۲
۱۹۹٤	۱	۱۱	۱٤	۳	۰	۱	۱۳	۷	۱	۱	۱۲	۱	۳	۲
۱۹۹۵	۳	٦	٤	٤	۲	۱	۷	۸	۲	۲	۷	۵	٦	۳
۱۹۹٦	۵	۱۱	۹	۳	۱	۲	۹	۱۰	۳	۰	۹	۵	۵	۵
۱۹۹۷	۲	۸	۱۷	۵	۵	۰	۸	۹	۱	٤	٦	۸	٤	۳
۱۹۹۸	٦	٦	٦	۱	٦	۱	۱۲	۱٤	۲	۲	۷	۰	۵	۲
۱۹۹۹	۲	۳	۷	۱	۰	۲	۱۱	۵	۱	۰	۳	۲	٤	۳
۲۰۰۰	۱	۹	۹	۰	۰	۰	۷	۹	۰	۰	۱	۳	۱	۱
۲۰۰۱	۳	۵	۸	۰	۱	۰	۷	۳	۰	۰	۳	۲	۱	۱
۲۰۰۲	۵	٦	۸	۱	۳	۲	۵	۱	۱	۱	۸	۲	٤	۲
۲۰۰۳	۷	٦	۷	۳	۲	۰	۵	۱۰	۰	۰	۷	۰	۳	۲
۲۰۰٤	٤	۷	۱۲	۰	۳	۲	۸	۵	۱	۱	٦	۱	۱	۰
۲۰۰۵	٤	۵	۱۰	۱	۳	۱	۹	۸	۱	۲	٤	۵	٦	۲
۲۰۰٦	٦	۹	۵	۱	۱	۱	۱۳	۳	۰	۰	٦	۱	۱	۵
۲۰۰۷	۷	۸	۳	۲	٦	۱	۹	۱۳	۲	۲	۷	۳	۳	۳
۲۰۰۸	۲	۲	٤	۰	۳	۱	٤	۷	۰	۱	۰	۱	۳	۳
۲۰۰۹	۹	۱۰	۱۰	۲	٦	۳	۱۰	۱۰	۰	۱	۳	۲	۰	۰
مجموع	۸۲	۱۳٦	۱٦۰	۳۱	۵۸	۲٤	۱٦۰	۱٤۳	۱۷	۲۳	۱۰۸	٤۷	٦۵	۵۳

بررسی وضعیّت رخداد طوفان‌های تندری در سطح کشور طی دو دههٔ (۱۹۹۹-۱۹۹۱) و (۲۰۰۹-۲۰۰۰) نشان داد طی دههٔ اوّل ٦۰۱ مورد طوفان‌های تندری در سطح ایستگاه‌های منتخب ثبت شده است، درحالی که تعداد رخدادهای این پدیده در دههٔ دوم (۲۰۰۹-۲۰۰۰) به ۵۰٦ مورد کاهش یافته است. بررسی وضعیّت رخداد طوفان‌ها طی دو دوره برای هر ایستگاه بیانگر روند کاهشی آن‌ها در دورهٔ دوم (۲۰۰۹-۲۰۰۰) برای تمامی ایستگاه‌ها به جز ایستگاه

تهران است. برای ایستگاه تهران طی دهۀ اوّل (۱۹۹۹–۱۹۹۱) ۳٤ مورد طوفان تندری ثبت شده است، در حالی که در دهۀ دوم (۲۰۰۹–۲۰۰۰) به ٤۸ مورد افزایش یافته است. این ناهمگونی در رخداد طوفان‌های تندری تهران نسبت به سایر ایستگاه‌ها می‌تواند ناشی از اثرات و کاربری های شهری در این منطقه باشد. بیشترین کاهش طوفان تندری در دهۀ دوم نسبت به دهۀ اوّل به ترتیب برای ایستگاه‌های شیراز با ۱۹، ایستگاه بیرجند با ۱٦ و بندرعباس با ۱۲ مورد مشاهده می‌شود. در حالی که ایستگاه‌های مشهد و اصفهان هر کدام با کاهش ۲ موردی این پدیده، دارای کمترین کاهش طوفان تندری در دهۀ دوم نسبت به دهۀ اوّل هستند. در حالت کلّی در ایستگاه یزد طی هر دو دوره کمترین رخداد پدیدۀ طوفان تندری ثبت شده است (شکل ۲).



شکل ۲- فراوانی رخداد طوفان‌های تندری طی دو دهۀ مختلف برای ایستگاه‌های منتخب ایران

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

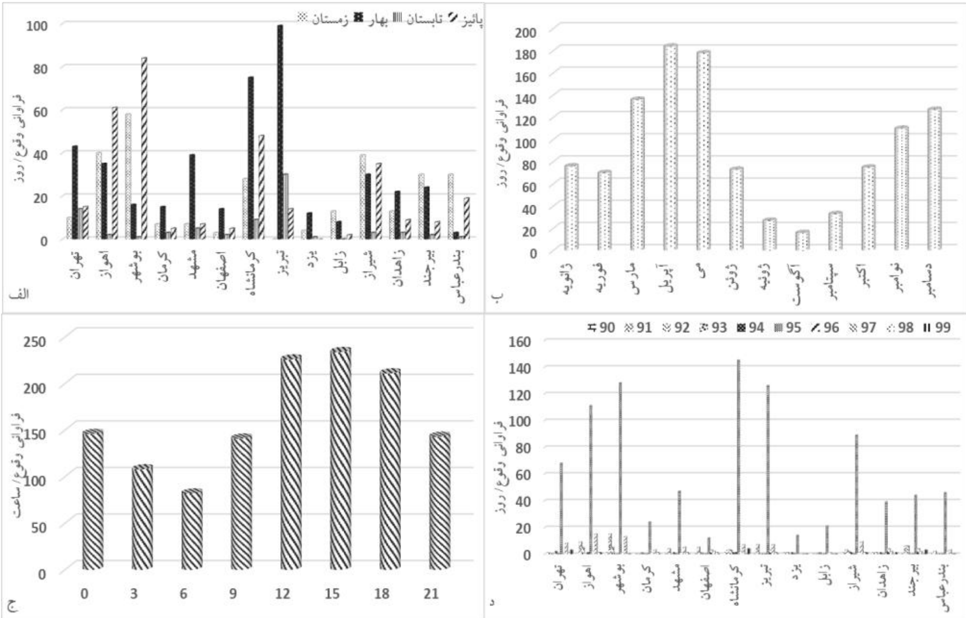
در مقیاس فصلی بیشترین ثبت رخدادهای طوفان تندری طی فصل بهار به میزان ۳۹ درصد است و فصل تابستان کمترین رخداد طوفان تندری را دارا است. قابل ذکر است این شرایط نشان‌دهندۀ حالت میانگین رخداد طوفان تندری برای ایستگاه‌های منتخب است، درحالی‌که ممکن است با توجّه به شرایط هر ایستگاه و در مقیاس کوچکتر برای هر منطقه زمان رخداد حداکثر و حداقل متفاوت باشد. از این رو شرایط رخداد برای هر ایستگاه به طور

جداگانه نیز بررسی شد. برای ایستگاه‌هایی واقع در نیمهٔ شمالی کشور (تهران، کرمانشاه، مشهد، تبریز، اصفهان) بیشترین رخداد طوفان‌های تندری در مقیاس فصلی برای بهار ثبت شده است. ایستگاه‌های واقع در جنوب غرب همانند اهواز و بوشهر در فصل پاییز بیشترین رخداد را دارند. برای ایستگاه‌هایی همچون بیرجند، زابل و بندرعباس که در قسمت‌های جنوب شرق و جنوب ایران قرار گرفته‌اند، حداکثر رخداد طوفان تندری در فصل زمستان ثبت شده است؛ بنابراین یکی از عوامل اصلی در رخداد این طوفان‌ها در مقیاس زمانی، به ویژگی‌های مکانی بازمی‌گردد.

در مقیاس ماهانه به پیروی از حداکثر رخداد فصلی (بهار)، بیشینهٔ رخداد طوفان‌های تندری به ترتیب در ماه‌های آوریل و می و کمینهٔ آن کمترین رخداد در ماه آگوست قابل مشاهده است (شکل ۳). همان‌طور که در مقیاس فصلی نیز اشاره شد، این تفسیر بر اساس حالت میانگین برای کلّ ایستگاه‌های انتخابی است، چه‌بسا بررسی فراوانی ماهانه در هر ایستگاه با توجّه به ویژگی‌های منطقهٔ قرارگیری آن‌ها نتایج متفاوتی نسبت به حالت کلّی داشته باشد. به طوری که ایستگاه بوشهر ماه دسامبر با ثبت ٤٧ مورد طوفان تندری بیش‌ترین فراوانی ماهانه را داشته است، ولی ایستگاه تبریز ماه می با ثبت ٤٦ مورد طوفان تندری حداکثر رخداد را دارا می‌باشد. همچنین مشخّص شد که بیشترین فراوانی طوفان‌های تندری برای ایستگاه‌های زابل و بیرجند در ماه مارس، ایستگاه‌های کرمان، اصفهان، کرمانشاه و شیراز ماه آپریل، برای ایستگاه‌های تهران، مشهد و تبریز ماه می و برای ایستگاه‌های اهواز، بوشهر و بندرعباس در ماه دسامبر ثبت شده است.

در مقیاس ساعتی در مجموع ۱۲۹۱ رخداد طوفان تندری در ساعت‌های مختلف ثبت شده است. بررسی حالت کلّی نشان داد که حداکثر رخداد این طوفان‌ها به ترتیب در ساعت‌های ۱۵(۲۳٤ مورد) و ۱۲(۲۲٦ مورد) به وقت گرینویچ رخ داده است. به عبارتی دیگر در بعدظهر و پس از حداکثر تابش خورشیدی بیشترین رخداد در مقیاس ساعتی ثبت شده است. کمترین رخداد در ساعت ٦ صبح (۸٦ مورد) و زمان حداقل انرژی سطح زمین ثبت شده است (شکل ۳). همچنین بررسی وضعیّت رخداد هریک از کدهای مربوط به ثبت طوفان‌های تندری نشان

داد که در تمامی ایستگاه‌های موردمطالعه رخداد طوفان تندری با کد ۹۵ نسبت به سایر کدها بیشترین ثبت را دارد که اختلاف فراوانی رخداد آن با کدهای دیگر قابل توجّه است. پس از کد ۹۵، به ترتیب کد۹۷ با ثبت ۷۶ مورد، کد ۹۸ و ۹۳ با ثبت ۷ رخداد و کد ۹۰ با ٦ رخداد بیشترین فراوانی وقوع را داشته‌اند. در بین کدهای مورد بررسی کد ۹٤ با ثبت ۲ مورد کمترین فراوانی را دارد.



شکل ۳- توزیع فراوانی وقوع طوفان تندری و کدهای مربوط به آن طی دورهٔ ۲۰۰۹-۱۹۹۱(الف: فراوانی فصلی، ب: فراوانی ماهانه ، ج: فراوانی ساعتی، د: فراوانی کدهای طوفان تندری)

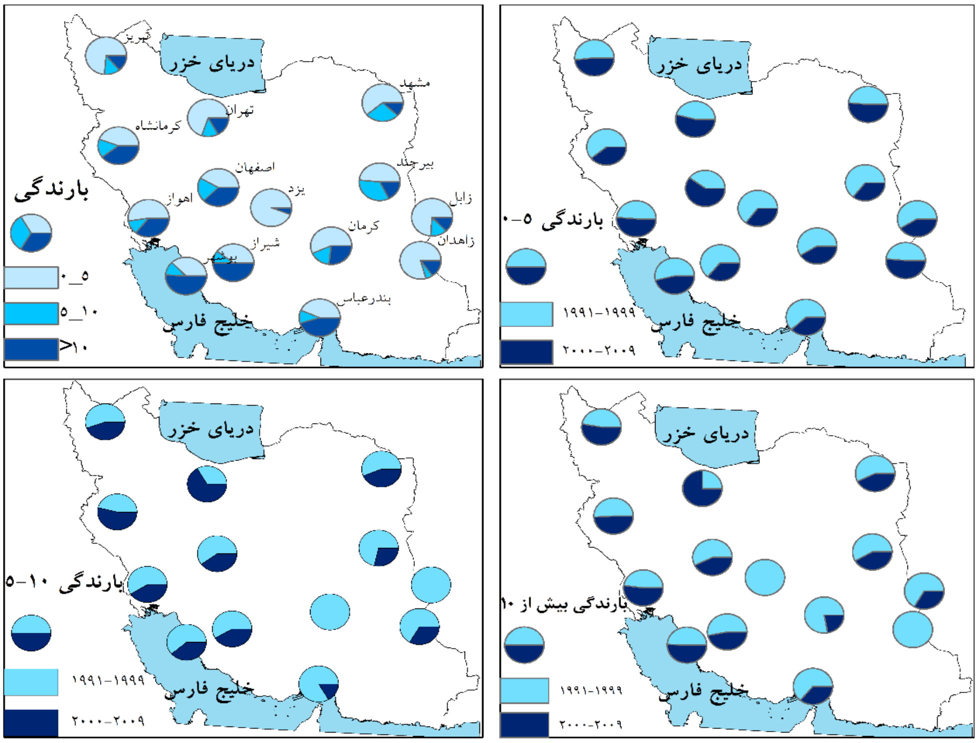
مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

۵. ۱. طوفان تندری و میزان بارندگی

پس از بررسی فراوانی وقوع طوفان‌های تندری و انواع آن، برای بررسی ویژگی‌های ترمودینامیکی با توجّه به حجم زیاد داده‌ها، ابتدا طوفان‌های تندری بر اساس میزان بارش آن‌ها در ۳ مقیاس ۰ تا ۵ میلی متر، ۱۰-۵ و بیش از ۱۰ میلی‌متر تقسیم‌بندی شدند. این تقسیم‌بندی

امکان مقایسهٔ طوفان‌های تندری از لحاظ میزان بارش و انتخاب روزهای مناسب برای مطالعهٔ ویژگی‌های دینامیکی با میزان بارندگی متفاوت در سطح کشور را فراهم می‌آورد. طی دورهٔ آماری مشترک نوزده‌ساله گروه بارشی (۵-۰) میلیمتر بیشترین فراوانی رخداد را در بیشتر ایستگاه‌های انتخابی کشور دارد. در این بین ایستگاه تبریز با ثبت ۱۰٦ مورد بیشترین طوفان همراه با میزان بارش (۵-۰) را دارا است. گروه (بارش ۱۰-۵ میلی متر) کمترین فراوانی رخداد را در ایستگاه‌های انتخابی دارد. گروه بارشی (بیش از ۱۰) میلیمتر از فراوانی وقوع قابل توجّهی در سطح کشور برخوردار است. در این گروه ایستگاه بوشهر با ثبت ۸٦ مورد بیشترین فراوانی (بیش از ۱۰ میلی‌متر) را دارد.

مقایسهٔ گروه‌های بارشی یادشده طی دو دههٔ اوّل (۱۹۹۹-۱۹۹۱) و دههٔ دوم (۲۰۰۹-۲۰۰۰) نشان داد که در بیشتر ایستگاه‌های مورد بررسی فراوانی وقوع طوفان‌های تندری با میزان بارش (۵-۰) از دورهٔ اول به دورهٔ دوم کاهش یافته است. بیشترین کاهش به ترتیب برای ایستگاه‌های کرمانشاه و شیراز قابل مشاهده است. با این وجود در برخی از ایستگاه‌ها همچون تهران و اهواز افزایش محسوسی در فراوانی این گروه از بارش رخ داده است. فروانی وقوع طوفان‌های تندری با بارش ۵ تا ۱۰ میلیمتر برای تمامی ایستگاه‌ها به جز کرمانشاه و تهران در دههٔ اوّل بیشتر از دههٔ دوم بوده است. بررسی فراوانی گروه بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر در دو دههٔ یادشده نشان‌دهندهٔ روند متفاوت این گروه با دو گروه قبلی است؛ زیرا در این گروه برای بیشتر ایستگاه‌های منتخب تعداد طوفان تندری همراه با بارش بیش از ۱۰ میلیمتر برای دههٔ دوم (۲۰۰۹-۲۰۰۰)، بیشتر از دههٔ اوّل (۱۹۹۹-۱۹۹۱) ثبت شده است. همچنین ایستگاه‌هایی که فراوانی وقوع این گروه از بارش‌ها برای آن‌ها در دههٔ دوم کمتر از دههٔ اوّل است، کاهش آن‌ها چندان زیاد نیست. به طوری که ایستگاه تهران با ۲ مورد بیشترین کاهش بارش‌های بیش از ۱۰ میلی‌متر را در دههٔ دوم نسبت به دههٔ اوّل دارد (شکل ٤). همچنین بررسی هریک از کدهای طوفان‌های تندری از نظر میزان بارندگی نشان داد که کد ۹۵ و ۹۷ در سه گروه بارشی یادهشده بیشترین رخداد را دارد.



شکل ٤- توزیع مکانی و زمانی میزان بارندگی همراه با طوفان تندری (۲۰۰۹-۱۹۹۱)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

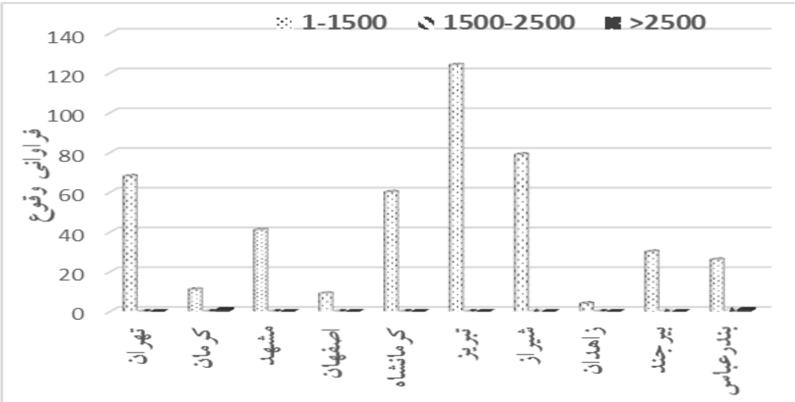
۵ .۲. مشخّصات ترمودینامیکی طوفان‌های تندری

با استخراج کدهای مربوط به طوفان تندری و بررسی فراوانی وقوع و میزان بارندگی آن‌ها، داده‌های جو بالای مربوط به این طوفان‌ها از تارنمای دانشگاه وایومینگ دریافت شد. جست‌وجو در این تارنما نشان داد که داده‌های جو بالا برای تمامی رخدادهای ثبت‌شده در ایستگاه‌های زمینی در تارنمای دانشگاه وایومینگ موجود نیست. برای سه ایستگاه زابل، بوشهر و یزد طی دورهٔ مورد مطالعه داده‌های جو بالا در این تارنما ثبت نشده است. بیشترین داده به ترتیب برای ایستگاه‌های کرمانشاه، تبریز و حداقل آن برای زاهدان در دسترس است. پس از دریافت داده‌های جو بالا، با استفاده از نرم‌افزار RAOB نمودارهای اسکیوتی ترسیم شدند. با ترسیم نمودارهای مذکور شاخص‌های ناپایداری ذکرشده در مواد و روش‌ها برای هر ایستگاه

به صورت جداگانه محاسبه شدند و با استفاده از آن‌ها، مشخّصات ترمودینامیکی طوفان‌های تندری ثبت‌شده در ایستگاه‌های منتخب بر اساس شاخص‌های فوق مشخّص شدند.

۵. ۳. شاخص CAPE

این شاخص به‌عنوان یکی از عوامل مهم برای شکل‌گیری طوفان‌های همرفتی است؛ زیرا انرژی شناوری موجود منجر به شتاب حرکت قائم در یک بستهٔ هوا را تأمین می‌کند. بررسی مقادیر این شاخص برای طوفان‌های تندری دارای رادیوسوند نشان داد که همزمان با وقوع طوفان تندری در بسیاری از ایستگاه‌ها، مقدار انرژی همرفتی در دسترس بین (J/kg۱۵۰۰–۱) است. این محدوده نشان‌دهندهٔ مثبت بودن محدودهٔ انرژی همرفتی در دسترس است، هرچند مقدار این شاخص مثبت است، با وجود این، زمانی که مقدار این شاخص بین ۳۵۰۰–۲۰۰۰ باشد، احتمالاً مناسب‌ترین موقعیّت برای رخداد توفند است (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵، ص. ۸۷). که در رخدادهای مورد بررسی طوفان تندری با این میزان CAPE در بیشتر ایستگاه ثبت نشده است. تنها به صورت موردی در ایستگاه‌های نواحی جنوبی کشور طوفان تندری با میزان CAPE وسیع و فوق‌العاده (بیش از ۲۵۰۰) قابل مشاهده است (شکل ۵).

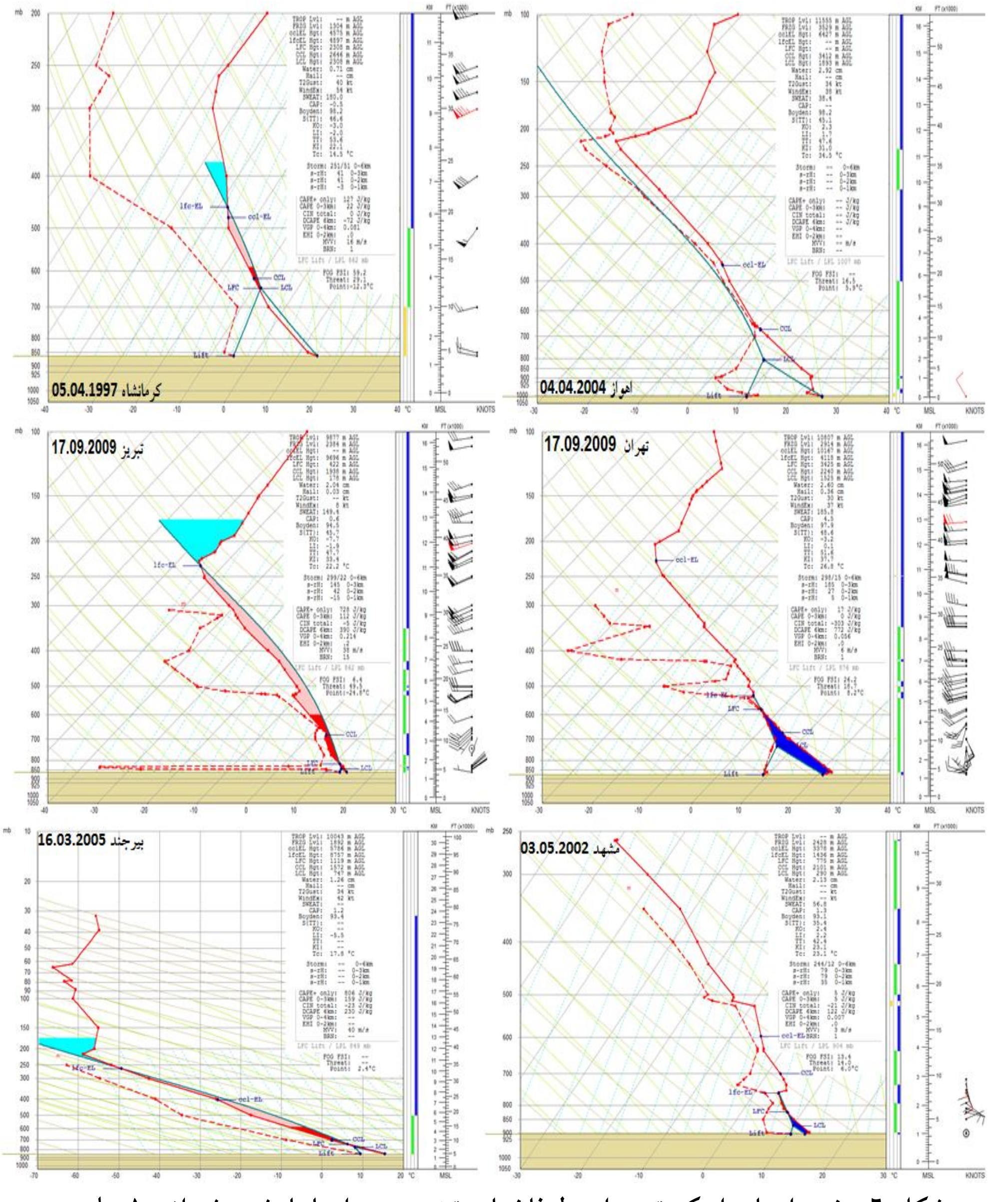


شکل ۵- توزیع فراوانی سالیانهٔ شاخص همرفتی Cape (۲۰۰۹–۱۹۹۱)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

همان‌طور که در (جدول ٤) مشخّص است، در بیشتر طوفان‌های تندری رخداده در پهنهٔ ایران میزان شاخص CAPE در محدودهٔ وسیع و فوق‌العاده بسیار محدود است. برای نمایش این شرایط نمودار

اسکیوتی طوفان‌های تندری همراه با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر برای چند ایستگاه منتخب نشان داده شده است. همان‌طور که بر روی شکل مشخّص است، میزان این شاخص بسیار پایین است (شکل ٦).

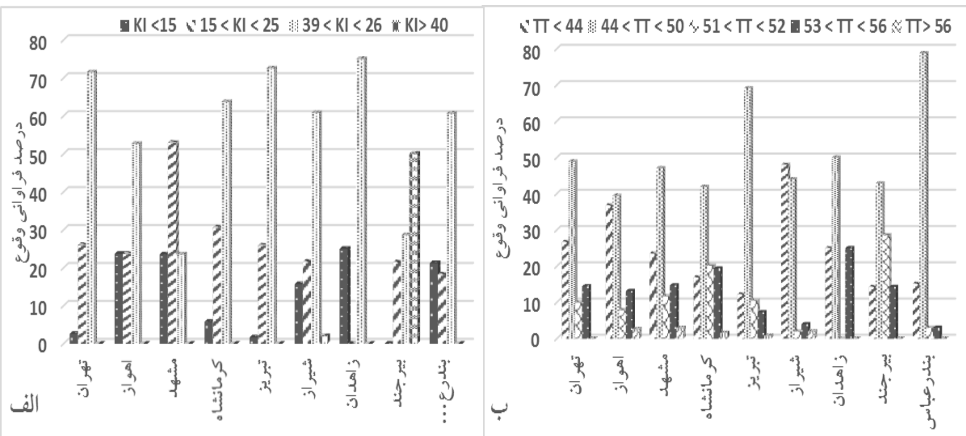


شکل ٦ - نمودارهای اسکیوتی برای طوفان‌های تندری همراه با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

۵. ٤. شاخص‌های همرفتی(KI , TT)

این شاخص‌ها در واقع پتانسیل موجود برای تشکیل طوفان تندری را نشان می‌دهند. بررسی وضعیّت شاخص‌های همرفتی برای ایستگاه‌های مورد مطالعه نشان داد که همزمان با رخداد طوفان تندری مقادیر این شاخص‌ها برای بیشتر رخدادها، بیانگر عدم احتمال رخداد همرفت و یا پتانسیل متوسّط برای ایجاد همرفت است؛ چراکه بررسی و محاسبۀ شاخص مجموع (TT) برای ۷۸/۸۹ درصد از طوفان‌های تندری بندرعباس، ٦٦/۷۷ درصد از طوفان‌های تهران، ٦۹/۱۱ درصد از طوفان‌های تبریز، شرایط احتمال رخداد همرفت را دارند. همچنین بررسی شاخص KI نشان داد که در ۷۱/۹ درصد از طوفان‌های تبریز، ۷۱/٤۳ درصد از تهران و ٦۳/۱۱ درصد از طوفان‌های کرمانشاه میزان این شاخص از پتانسیل متوسّط برای همرفت برخوردار است.. همچنین سهم قابل توجّهی از طوفان‌های مشهد (۵۲/۹٤ درصد) KI پتانسیل اندک برای همرفت را دارد (شکل ۷). بررسی مقادیر این شاخص برای گروه‌های بارشی طوفان‌های تندری نیز بیانگر همین شرایط است.



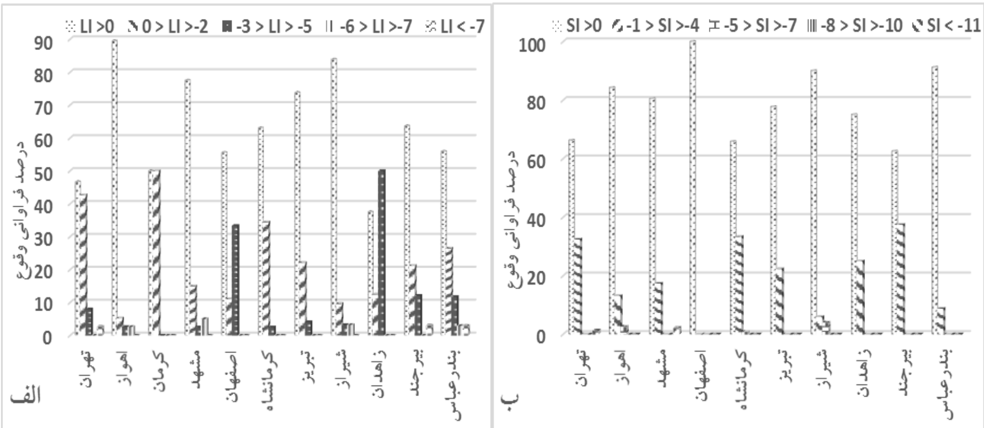
شکل ۷- درصد توزیع فراوانی سالیانۀ شاخص‌های همرفتی طی دورۀ مورد مطالعه(الف: شاخص KI، ب: شاخص TT)

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

۵. ۵. شاخص‌های ناپایداری(LI, SI)

بر اساس آستانه‌های این دو شاخص، هرچقدر مقادیر به دست آمده از این شاخص‌ها با نمرۀ منفی بیشتری همراه باشد، ناپایداری شدیدتر است. بررسی مقادیر این شاخص‌ها که به

صورت مستقیم بیانگر پایداری و ناپایداری جو هستند، نشان داد که همزمان با رخداد طوفان‌های تندری مورد بررسی شرایط ناپایداری شدید در منطقه چندان فراهم نبوده است؛ زیرا محاسبۀ این شاخص‌ها برای تمامی ایستگاه‌های دارای دادۀ رادیوسوند نشان می‌دهد که رخداد تعداد زیادی از طوفان‌های تندری، همراه با مقادیر مثبت این شاخص‌ها بوده است. به - طوری که مقادیر شاخص شولتر(SI) به ترتیب برای ۷۷/۶۸، ۹۱/۸، ۸۰/۴۳، ۶۲/۲۳، ۶۳/۰۳ درصد از طوفان‌های تبریز، بندرعباس، مشهد، تهران و کرمانشاه، مثبت است که نشان‌دهندۀ پایدار بودن هوا است. محاسبۀ مقادیر LI به‌عنوان یکی دیگر از شاخص‌های ناپایداری برای ایستگاه‌های مورد بررسی نشان داد که مقادیر این شاخص نیز برای درصد قابل توجّهی از طوفان‌های رخ داده مثبت است که این شرایط نشان‌دهندۀ پایداری هوا است؛ زیرا مقادیر مثبت این شاخص به ترتیب برای ۷۳/۷۷ درصد، ۴٦/٦۷، ۵۵/۵٦، ٦۳/۰۳، ۸۹/٤۷، ۵۵/۸۸ درصد از طوفان‌های تندری تبریز، تهران، اصفهان، کرمانشاه، اهواز، بندرعباس به دست آمد (شکل ۸).



شکل ۸- درصد توزیع فراوانی سالیانۀ شاخص‌های ناپایداری طی دورۀ مورد مطالعه، الف: شاخص LI، ب: شاخص SI

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹٤

٦. نتیجه‌گیری و پیشنهادها

بر اساس نتایج حاصل از پردازش‌های آماری در مقیاس‌های مختلف زمانی سال، فصل، ماه و ساعت می‌توان گفت که زمان رخداد این پدیده در نقاط مختلف کشور از نظم خاصّی پیروی نمی‌کند و دارای تغییرات مکانی و زمانی قابل توجّهی است. در مقیاس فصلی هرچند در حالت کلّی حداکثر رخداد طوفان‌های تندری در فصل بهار با ثبت ۳۹٪ و کمترین رخداد آن‌ها برای فصل تابستان با ۷٪ است، امّا این شرایط در همه جای کشور یکسان نیست، به‌گونه‌ای که در مناطق جنوب غرب حداکثر رخداد در فصل پاییز، جنوب شرق در فصل زمستان و نواحی شمالی و شمال غرب در فصل بهار اتفاق می‌افتد. در مقیاس ماهانه نیز به پیروی از مقیاس فصلی، حداکثر رخداد در حالت کلّی برای ماه‌های آوریل و مه و حداقل آن برای ماه آگوست است. در مقیاس ساعتی بیشینهٔ رخداد در بعدازظهر و پس از حداکثر تابش خورشیدی و کمینهٔ آن در ساعت ٦ صبح، زمان حداقل انرژی سطح زمین ثبت شده است. از این رو رخداد این پدیده نیازمند انرژی حرارتی قابل توجّه در سطح زمین و رطوبت موجود در جو است که برای هر منطقه از ایران در زمانی متفاوت این شرایط فراهم می‌شود. بررسی و مقایسهٔ فراوانی رخداد طوفان‌های تندری طی دو دهه، دههٔ اوّل (۱۹۹۹–۱۹۹۱) و دههٔ دوم (۲۰۰۹–۲۰۰۰) نشان داد که تعداد طوفان‌های دههٔ دوم نسبت به دورهٔ اوّل به جز ایستگاه تهران روند کاهشی دارد. شاید این پدیده برخلاف انتظار باشد، چراکه با گرم‌شدن بیشتر هوا و رخداد ناپایداری‌های محلّی، انتظار وقوع این پدیده بیش از گذشته است. این شرایط نشان‌دهندهٔ نقش مهم فرایندهای سطوح بالای جو در رخداد طوفان‌های تندری است.

بررسی و مقایسهٔ رخدادهای طوفان‌های تندری از نظر میزان بارش در سه گروه یادشده نشان داد که گروه بارشی (۵–۰) و (۱۰–۵) بیشترین فراوانی و گروه (بارش ۱۰–۵) میلی‌متر، کمترین فراوانی رخداد را در ایستگاه‌های انتخابی دارند. با وجود این طی دههٔ اخیر طوفان‌های تندری با میزان بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر نسبت به دو گروه دیگر افزایش یافته است. این شرایط بیانگر افزایش شدّت بارش‌های حاصل از طوفان‌های تندری و ایجاد سیلاب‌های شدید و مخاطرات جدی برای نواحی تحت تأثیر این پدیده است.

محاسبهٔ شاخص‌های (CAPE ،LI ،SI ،KI ،TT) برای روزهای طوفان‌های تندری نشان داد که شاخص‌های همرفتی(LI,SI) همزمان با رخداد این پدیده برای بیشتر نمونه‌ها پتانسیل همرفت برای ایجاد طوفان، متوسّط و یا اندک است؛ بنابراین نقش عامل همرفت در رخداد طوفان‌های تندری به‌عنوان عامل اصلی رخداد این بارش‌ها بسیار ناچیز است (شکل ٦). برای اثبات این ادّعا همزمان شاخص‌های ناپایداری مانند (SI ،LI ،CAPE) محاسبه شدند. بر اساس این شاخص‌ها، زمانی عامل همرفت نقش اصلی را در ایجاد طوفان‌های تندری بازی می‌کند که از شدّت کافی برای ایجاد ناپایداری لازم برخوردار باشد، در حالی که محاسبهٔ میزان ناپایداری ایجادشده در هنگام رخداد طوفان‌های تندری ثبت‌شده بیشتر از صفر و یا در محدودهٔ بین صفر الی ۲- بوده که این محدوده نشان‌دهندهٔ پایدار بودن و یا ناپایداری بسیار ضعیف جو منطقه است. با وجود این، تنها در مناطق جنوب شرقی شرایط ناپایداری قابل مشاهده است. بررسی شاخص CAPE که نقش مهمّی را در شکل‌گیری یک طوفان ایجاد می‌کند نیز نشان‌دهندهٔ مقادیر مثبت (۱۵۰۰-۱) این شاخص برای نمونه‌های مورد بررسی است. این محدوده از شاخص انرژی پتانسیل در دسترس، برای ایجاد یک طوفان مناسب نیست و به مقادیر بیشتر از ۲۰۰۰J/kg نیاز است.

در نهایت می‌توان گفت که در رخداد طوفان‌های تندری در پهنهٔ ایران، اغتشاش‌های سطوح بالایی جو نقش بسیار مهمّی دارد و عوامل محلّی به‌عنوان عوامل ثانویه و تشدیدکنندهٔ آن به شمار می‌روند. همچنین بر اساس نتایج به دست آمده در این تحقیق و سایر پژوهش‌های انجام شده به نظر می‌رسد که آستانه‌های شاخص‌های به کار رفته در نرم‌افزار RAOB و نمودار اسکیوتی نیازمند اصلاح برای شرایط اقلیمی ایران هستند.

کتاب‌نامه

۱. تاج بخش، س.، غفاریان، پ.، میرزایی، ا. (۱۳۸۸). روشی برای پیش‌بینی رخداد طوفان‌های تندری با طرح دو بررسی موردی. *مجلهٔ فیزیک و زمین*، *۳۵* (٤)، ١٦٦-١٤٧.

۲. جلالی، ا.، جهانی، م. (۱۳۸۷). بررسی پراکنش مکانی بارش‌های تندری شمال غرب ایران. *فصل-نامهٔ فضای جغرافیایی*، *۸* (۲۳) ، ۵۸-۳۵.

۳. جلالی، ا.، رسولی، ع. ا.، ساری صراف، ب. (۱۳۸۵). طوفان‌های تندری و بارش‌های ناشی از آن در محدودهٔ شهر اهواز. *نشریهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۱۰ (۲٤)*، ۳۳–۱۸.

٤. جوانمرد، س.، گلستانی، س.، عابدینی، ی. (۱۳۹۰). مطالعه و بررسی توزیع زمانی و مکانی نرخ بارش‌های همرفتی و پوششی بر روی ایران با استفاده از داده‌های ماهوارهٔ TRMM-TMI. *همایش ملّی تغییر اقلیم و تأثیر آن بر کشاورزی و محیط زیست*. ۲ مرداد ۱۳۹۰. (صص. ۱۲۷۸–۱۲۷۳). ارومیّه: مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان غربی.

۵. خوشحال دستجردی، ج.، علیزاده، ت. (۱۳۸۸). بررسی همدیدی و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/٦/۲٤ استان خراسان. *برنامه ریزی و آمایش فضا، ١٤* (٤)، ۱۰۹ –۸۷.

٦. خوشحال دستجردی، ج.، قویدل رحیمی، ی. (۱۳۸٦). شناسایی ویژگی‌های سوانح محیطی منطقه شمال غرب ایران (نمونهٔ مطالعاتی: خطر طوفان‌های تندری در تبریز). *مجلهٔ مدرس علوم انسانی، ۱۱ (۵۳)*، ۱۱٦–۱۰۱.

۷. رحیمی، د.، میرهاشمی، ح.، عابدی، ف. (۱۳۹۱). تحلیل ترمودینامیک و سینوپتیکی سیلاب‌های لحظه‌ای مناطق(حوضهٔ زاینده رود خشک). *علوم و مهندسی آبیاری، ۳۵ (۳)*، ٦۸–۵۹.

۸. رفعتی، س.، حجازی‌زاده، ز.، کریمی، م. (۱۳۹۳). تحلیل همدیدی شرایط رخداد سامانه‌های همرفتی با بارش بیش از ۱۰ میلی‌متر در جنوب‌غرب ایران. *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ٤٦(۲)، ۱۵٦–۱۳۷.

۹. عساکره، ح.، رزمی، ر. (۱۳۹۰). اقلیم‌شناسی بارش شمال غرب ایران. *فصل‌نامهٔ جغرافیا و توسعه، ۹ (۲۵)*، ۱۵۸–۱۳۷.

۱۰. علیجانی، ب. (۱۳۸۵). *آب و هوای ایران*، چاپ هفتم. تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور.

۱۱. قویدل رحیمی، ی. (۱۳۹۰). کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوّی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز. *فصل‌نامهٔ فضای جغرافیایی، ۱۱* (۳٤)، ۲۰۸–۱۸۲.

۱۲. لشکری، ح. (۱۳۹۰). *اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه‌ها و نمودارهای اقلیمی*. تهران: انتشارات دانشگاه شهید بهشتی.

۱۳. محمّدی، ح.، فتاحی، ا.، شمسی پور، ع. ا.، اکبری، م. (۱۳۹۱). تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی در رخداد بارش سنگین در جنوب غرب ایران. *نشریهٔ تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۱۲ *(۲٤)*، ۲٤-۷.

۱٤. معصوم‌پور سماکوش، ج.، میری، م.، ذوالفقاری، ح.، یاراحمدی، د. (۱۳۹۲). تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری. *نشریهٔ تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی*، ۱۳ *(۳۱)*، ۲٤٥-۲۲۷.

15. Abhilash, S., Mohan Kumar, K., Shankar Das, S., & Kishore Kumar, K. (2011). Vertical structure of tropical mesoscale convective systems: observations using VHF radar and cloud resolving model simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics, 109*(3), 73-90.
16. Changnon, A. S. (2001). Thunderstorm rainfall in the conterminous United States. *Bulletin of the American Meteorological Society, 82*(9), 1925-1940.
17. Davolio, S., Buzzi, A., & Malguzzi, P. (2007). High resolution simulations of an intense convective precipitation event. *Meteorology and Atmospheric Physics, 95*(3-4), 139-154.
18. Gheiby, A., Sen N., Puranik D., & Karekar R. (2003). Thunderstorm identification from AMSU-B data using an artificial neural network. *Meteorological Applications*, *10*(4), 329-336.
19. Hagen, M., & Bartenschlager, B. (1999). Motion characteristics of thunderstorms in southern Germany. *Meteorological Applications*, *6*(3), 227-239.
20. Kunz, M., Sander, J., & Kottmeier, C. H. (2009). Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *International Journal of Climatology*, *29*(15), 2283-2297.
21. Lolis, C. J. (2011). Winter convective precipitation variability in southeastern Europe and its connection to middle tropospheric circulation for the 60-year period. *Theoretical and Applied Climatology*, *107*(1), 189-200.
22. Mastrangelo, D., Horvath, K., Riccio, A., & Miglietta, M. M., (2011). Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy. *Atmospheric Research*, *100*(4), 586-602.
23. Albrecht, R. I., Morales, C. A., & Silva Dias, M. A. (2011). Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of

thunderstorm development. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116*(D8), doi: 10.1029/2010jd014756.

24. Sioutas, M. V., & Flocas, H. A. (2003). Hailstorms in northern Greece: Synoptic patterns and thermodynamic environment. *Theoretical and Applied Climatology, 75*(3), 189–202.
25. Trentmann, J., Keil, C., Salzmann, M., Barthlott, C., Bauer, H. S., Schwitalla, T., … & Wernli, H. (2009). Multi-model simulations of a convective situation in low-mountain terrain in central Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics, 103*(1), 95-103.
26. Yu, X., & Lee, T. Y. (2011). Role of convective parameterization in simulations of heavy precipitation systems at grey-zone resolutions: Case studies. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences, 47*(2), 99-112.